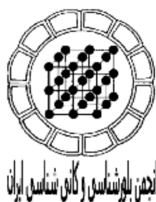


مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۷۳۳ تا ۷۴۶

سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، شرق معدن مس میدوک

علیرضا پورمرادیان برفه[۱]، محمد ابراهیمی[*۱]، قاسم نباتیان[۱]، عباس مرادیان[۲]، زهرا عباسلو[۳]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

۳- معدن مس میدوک، شهر بابک، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۱/۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱/۱۸)

چکیده: پیرامون روستای کاریک در شرق معدن مس میدوک، سنگ‌های آتشفشانی (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت) و سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا و توف) ائوسن رخنمون دارند. این سنگ‌ها با تعدادی دایک با ترکیبب آندزیتی قطع شده‌اند. بافت‌های اصلی سنگ‌های آتشفشانی پورفیری و جریانی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر در سنگ‌های مورد بررسی به صورت درشت‌بلور و بلورهای ریز وجود دارند. همچنین، فلدسپار (بیشتر پلاژیوکلاز) به صورت ریزبلورهای میله‌ای جهت‌یافته دیده می‌شود. گاهی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بافت‌های غیرتعادلی چون بافت غربالی، تحلیل‌یافتگی و منطقه‌بندی مشاهده می‌گردند. کوارتزها لبه‌های تحلیل یافته دارند. آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها از لبه‌ها به اکسیدهای آهن و تیتانیم تبدیل شده‌اند. تشکیل این بافت‌ها را می‌توان به فرایندهایی چون آمیختگی ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما مربوط دانست. سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک از سری ماگمایی آهکی قلیایی و بیشتر متاآلومین هستند. نمودارهای چندعنصری سنگ‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه دارای ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا چون Ta ،Nb ،P و Ti هستند که از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش است. ناهنجاری مثبت شدید Pb در سنگ‌های مورد بررسی ناشی از آلایش پوسته‌ای است. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به نسبت هموار و دارای غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین بوده که به احتمال بسیار به دلیل فراوانی LREE ها در خاستگاه و یا آلایش پوسته‌ای است. بر اساس شواهد سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک در یک محیط کمان فعال کرانه قاره‌ای و بر اثر فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌نگاری؛ زمین شیمی؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ کاریک؛ کرمان؛ پهنه ارومیه- دختر.*

مقدمه

بی شک گسترده‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سرزمین ایران در زمان ائوسن رخ داده است و آثار این تکاپوها را می‌توان در همه بخش‌های ایران جز زاگرس و کپه‌داغ دید [۱]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای طیف گسترده ترکیبی از اشباع تا ابر اشباع بوده و بیشتر به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا شوشونیتی وابسته هستند [۱]. پهنه ماگمایی ارومیه- دختر بر کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا منطبق است و فعالیت اصلی آن در دوره ائوسن و در گستره زمانی ۵۵ تا ۳۶ میلیون سال پیش متمرکز است. در این پهنه ماگمایی که با روند شمال غربی- جنوب شرقی موازی پهنه زاگرس و سنندج- سیرجان با پهنای۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر گسترش

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۱۹۴۵۳، نمابر: ۰۲۴۳۳۰۵۴۰۰۲، پست الکترونیکی: ebrahimi@znu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]

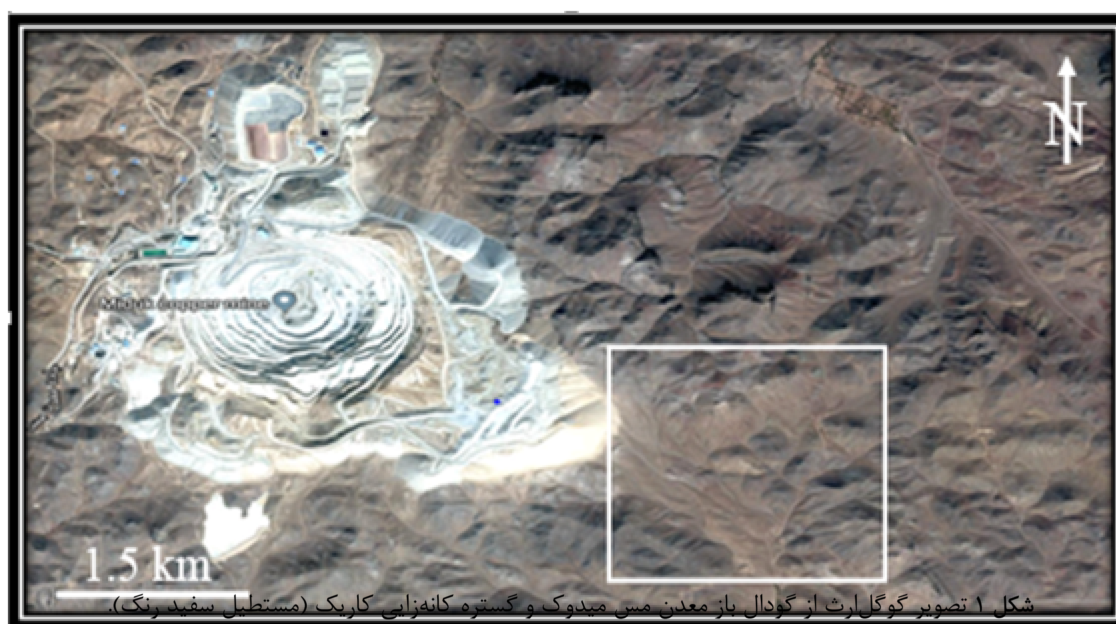
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]

دارد، سنگ‌هایی با گرایش‌های متفاوت تولئیتی تا آهکی قلیایی [۲]، قلیایی [۳، ۴] و شوشونیتی [۴-۶] گزارش شده‌اند. برخی پژوهشگران بخشی از فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوییک در پهنه ارومیه-دختر را مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی وابسته با تراکشش در نظر گرفته‌اند [۷]. سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بخشی از یک واحد زمین ساختی ماگمایی مهم به نام مجموعهٔ ماگمایی ارومیه-دختر هستند. کمربند یاد شده در استان کرمان نوار دهج-ساردوئیه نامیده شده است [۸]. منطقه مورد بررسی در شرق معدن مس میدوک در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرق شهر بابک و ۱۳۲ کیلومتری شمال غرب معدن مس سرچشمه واقع است. فاصله مستقیم آن تا شهر بابک ۲۷ کیلومتر و تا سرچشمه ۸۰ کیلومتر است. منطقه مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ″۰۰ ′۱۱ °۵۵ تا ″۰۰ ′۰۹ °۵۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۰۰ ′۲۵ °۳۰ تا ″۰۰ ′۲۶ °۳۰ شمالی در قسمت شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک [۹] قرار دارد (شکل ۱). برای دسترسی به منطقه مورد بررسی می‌توان از مسیر رفسنجان-شهربابک-معدن مس میدوک به مسافت ۱۸۷ کیلومتر از رفسنجان و مسیر سیرجان-شهر بابک- معدن مس میدوک به مسافت ۱۹۴ کیلومتر از سیرجان استفاده کرد.

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از آنجا که در کمربند فلززایی ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردوئیه) و در نزدیکی معدن مس میدوک واقع هستند پتانسیل بسیار بالایی برای کانه‌زایی مس دارند. با توجه به اهمیت بررسی‌های سنگ‌شناسی در برنامه‌ریزی‌های اکتشافی و از آنجا که بیشتر بررسی سنگ-شناسی بر این سنگ‌های آتشفشانی انجام نشده است، این پژوهش صورت گرفت.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، تصاویر ماهواره‌ای استر منطقه تهیه و به منظور استخراج اطلاعات زمین‌شناسی استفاده شدند. سپس طی بازدیدهای صحرایی با توجه به رخنمون واحدهای سنگی مختلف، از بخش‌های با کمترین دگرسانی ۵۱ نمونه سنگی برداشت شد. پس از تهیه مقطع نازک و بررسی آنها با میکروسکوپ قطبشی، برای بررسی بیشتر ویژگی‌های سنگ-شناسی و زمین‌شیمیایی، ۱۱ نمونه از انواع سنگی مختلف انتخاب گردیدند. آنها برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به روش (طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه زرآزما ماهان کرمان ارسال شدند (جدول ۱).



شکل ۱ تصویر گوگل‌ارث از گودال باز معدن مس میدوک و گستره کانه‌زایی کاریک (مستطیل سفید رنگ).

جدول ۱ نتایج تجزیه زمین شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به روش ICP-OES (برحسب درصد وزنی) .

نمونه	K-101	K-3	K-8	K-11	K-19	K-27	K-30	K-35	K-72	K-73	K-42
	ریولیت	ریولیت	داسیت	ریولیت	داسیت	ریولیت	بازالت	تراکی آندزیت	داسیت	داسیت	تراکی آندرزیت
SiO_2	۶۵٫۴۸	۸۲٫۴۷	۶۴٫۲۰	۷۷٫۷۹	۶۶٫۰۴	۷۱٫۰۳	۴۹٫۹۷	۵۴٫۲۵	۶۹٫۱۲	۶۵٫۹۳	۶۱٫۱۸
Al_2O_3	۱۴٫۵۳	۱۱٫۳۹	۱۴٫۶۶	۴٫۳۵	۱۵٫۰۴	۱۵٫۳۶	۱۵٫۶۶	۱۶٫۳۳	۱۳٫۸۷	۱۵٫۴۲	۱۵٫۸۵
CaO	۲٫۰۴	۰٫۶۲	۰٫۸۸	۹٫۱۵	۲٫۰۷	۰٫۵۶	۱۸٫۷۱	۹٫۵۰	۴٫۷۲	۵٫۲۵	۳٫۶۰
Fe_2O_3	۱٫۶۶	۲٫۱۳	۱۲٫۲۷	۳٫۹۲	۳٫۸۳	۲٫۵۹	۹٫۱۹	۳٫۸۹	۴٫۶۶	۴٫۱۰	۴٫۷۰
K_2O	۴٫۷۲	۶٫۱۰	۵٫۳۱	۱٫۵۵	۵٫۲۸	۸٫۳۳	۱٫۵۲	۵٫۵۹	۲٫۵۰	۳٫۰۶	۴٫۲۵
MgO	۰٫۶۹	۰٫۳۸	۰٫۶۶	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۸۵	۰٫۶۲	۲٫۱۶	۱٫۱۶	۰٫۶۱	۲٫۰۶
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۱٫۲۴	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۵۲	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۱۰
Na_2O	۳٫۹۴	۲٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۰۵	۰٫۵	۲٫۸۵	۰٫۰۸	۳٫۷۵	۳٫۳۲	۴٫۰۵	۳٫۹۱
P_2O_5	۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۳۷	۰٫۲۱	۰٫۵۴	۰٫۳۷	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۷
TiO_2	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۳۰	۰٫۵۴	۰٫۸۷	۰٫۵۹	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۵۳

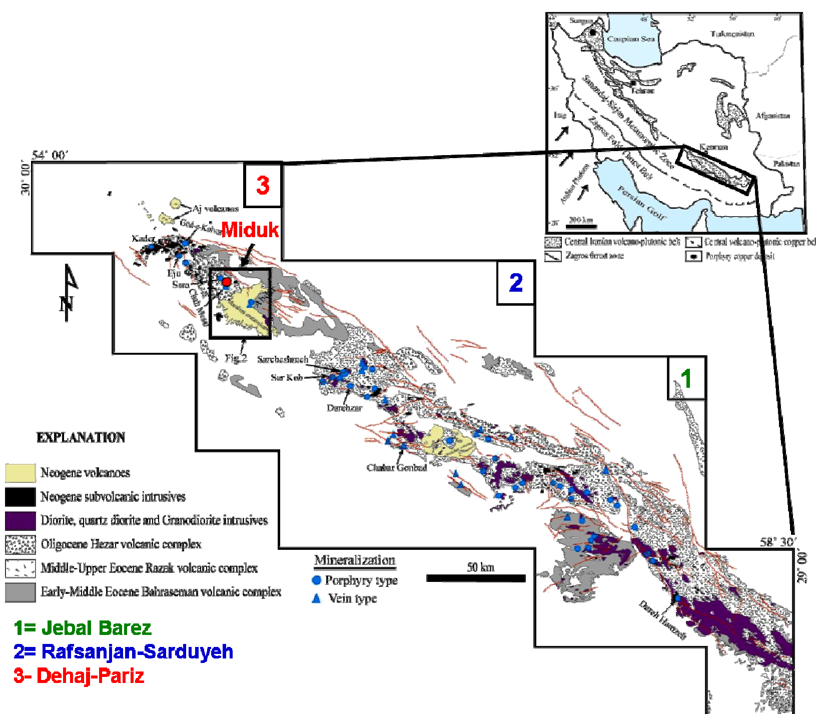
زمین‌شناسی منطقه

در ناحیه کرمان، سنگ‌هایی به سن پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک رخنمون دارند. سنگ‌های سنوزوئیک بیشترین گسترش را دارند و گسترش سازندهای سایر دوران‌های زمین‌شناسی محدود است. منطقه کاریک در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک [۹] قرار دارد و بخش بسیار کوچکی از پهنه زمین‌ساختی ماگمایی ارومیه ـ دختر را تشکیل می‌دهد. بر اساس بررسی‌ها و یافته‌های زمین‌شناسی مختلف [۱۰]، فرورانش پوسته اقیانوسی که از اواخر کرتاسه شروع و تا پایان ترشیری ادامه داشته، منجر به تشکیل کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر (سهند- بزمان) در کرانه جنوبی پوسته ایران مرکزی شده است. در این دوره زمانی، یکی از پهنه‌های فرورانش با تکامل به نسبت مستقل، پهنه فرورانش مربوط به کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بوده است [۱۱]. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بیشتر منطبق بر کمربند دهج ـ ساردوئیه بوده که خود یکی از واحدهای زمین‌شناسی اصلی کرمان را تشکیل داده است. این کمان ماگمایی بخش جنوب شرقی کمان ارومیه- دختر بوده و با روند مشابه شمال غربی ـ جنوب شرقی دارای طول ۵۵۰ و عرض ۱۵۰-۱۰۰ کیلومتر است (شکل ۲). منطقه کاریک بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا بوده و از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن تشکیل شده است. کمربند فلززایی ایران مرکزی از مهمترین خطوط کمربندی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا است. که معادن مس سرچشمه و میدوک در آن قرار دارند [۱۲]. در این پژوهش، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک که از مجموعه رازک هستند بررسی شدند. مجموعه آتشفشانی رازک به طور کلی به سه واحد تقسیم شده است [۸]. واحد زیرین که حدود ۲۰۰۰ متر ضخامت دارد از تراکی‌آندزیت، آندزیت و جریان‌های گدازه‌ای بازالت آندزیتی با تناوبی از ماسه‌سنگ‌های توفی، آگلومرا، توف و سنگ آهک تشکیل شده است. واحد میانی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل توالی از سنگ‌های آتشفشانی بازی و اسیدی است. واحد بالایی مجموعه آتشفشانی رازک را سنگ‌های با ترکیب آندزیت بازالتی و آندزیت با تناوبی از آگلومرا، توف و همچنین مقادیر کمی از سنگ‌های آذرآواری تشکیل می‌دهند. در منطقه مورد بررسی، این واحدها به خوبی گسترش یافته‌اند. واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در بیشتر منطقه به ویژه در بخش‌های شمال و جنوب آن دیده می‌شوند. واحدهای آتشفشانی منطقه شامل بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت هستند. این سنگ‌ها به نسبت دگرسان و به رنگ خاکستری و خاکستری روشن مایل به زرد دیده می‌شوند. بخش آذرآواری بیشتر شامل توف، برش توفی، برش آندزیتی و آگلومرا است. همچنین دایک‌های کم ضخامتی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت نیز درون واحدهای آذرآواری نفوذ کرده‌اند.

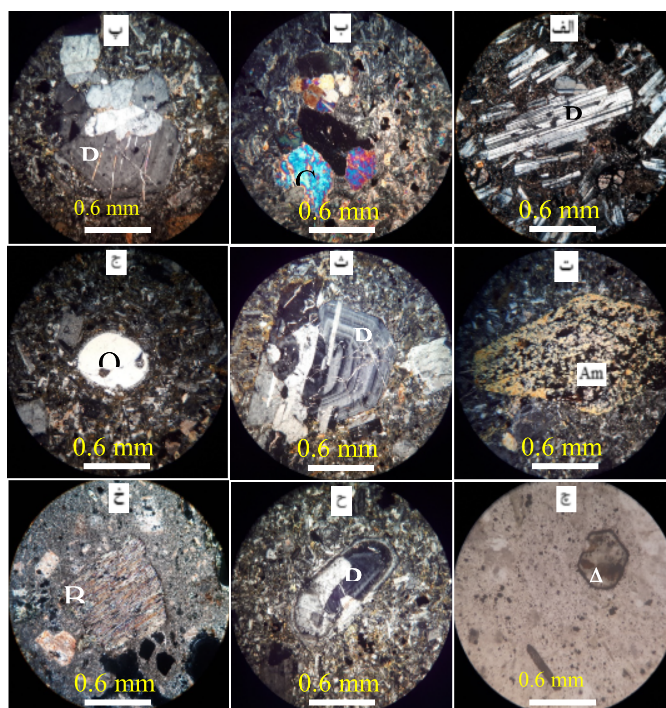
بررسی های صحرایی و سنگ‌نگاری

به طور کلی سنگ‌های آذرین ائوسن منطقه مورد بررسی را بیشتر گدازه‌ها تشکیل می‌دهند که با مقادیر کمتری از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (دایک) و سنگ‌های آذرآواری همراه هستند. گدازه‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت آندزیتی، آندزیتی، داسیتی و ریولیتی هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری است و خمیره آنها اغلب بافت جریانی دارد. گاهی اوقات دشت‌بلورهای کشیده فلدسپار نیز جهت‌یافتگی نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). ویژگی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین منطقه به تفکیک در ادامه بیان می‌شوند (جدول ۲).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]



شکل ۲ موقعیت کمربند ماگمایی سنوزوئیک کرمان همراه با پهنه‌های زمین‌شناسی مختلف آن و موقعیت منطقه مورد بررسی در بخش ۳ کمربند دهج-ساردویه [۷].



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی (در نور قطبیده متقاطع، xpl) از : الف) درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) دارای ماکل آلبیت-کارلسباد در خمیره ریزبلور سنگ‌های بازالت آندزیتی، ب) انباشت درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، پ) انباشت درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) در خمیره ریزبلور سنگ‌های آندزیتی، ت) قالب بلورهای آمفیبول دگرسان که به اکسید آهن، کلسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه تبدیل شده‌اند، ث) منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) سنگ‌های داسیتی، ج) درشت‌بلور کوارتز خورده شده و گرد شده با لبه واکنشی از کوارتز و فلدسپار ریزبلور در سنگ‌های داسیتی، چ) مقاطع طولی و عرضی از بلورهای آمفیبول (Amp) کدر شده در سنگ‌های داسیتی، ح) پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و لبه های تحلیل یافته که تا حدی به سریسیت تبدیل شده است و خ) بیوتیت خمیده و شکسته شده.

جدول ۲ نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی نادر سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به روش ICP-MS (برحسب ppm)

نمونه	101-K	3-K	8-K	11-K	19-K	27-K	30-K	35-K	72-K	73-K	42-K
Ce	۱۰۲	۷۸	۳۵	۲۸	۳۶	۱۰۲	۶۶	۲۸	۵۰	۲۶	۹۷
La	۶۰	۴۸	۲۱	۱۹	۲۲	۵۷	۳۱	۱۵	۳۱	۱۳	۵۴
Pr	۱۰٫۷۵	۵٫۸۸	۴٫۱۷	۱٫۹۳	۳	۹٫۵۹	۶٫۳۶	۲٫۸۵	۴٫۳۹	۲٫۳۹	۸٫۹۵
Nd	۳۹٫۴	۲۲٫۲	۱۷٫۶	۸٫۳	۹٫۹	۳۶٫۷	۲۶٫۸	۱۲٫۹	۱۸٫۱	۱۱٫۴	۳۳٫۸
Sm	۶٫۹۸	۳٫۷۷	۳٫۱۹	۲٫۳۳	۱٫۱۲	۷٫۱۵	۵٫۴۸	۲٫۷۶	۴٫۴۸	۲٫۵۷	۶٫۵۷
Eu	۱٫۵۱	۰٫۹۵	۰٫۸۰	۰٫۹۲	۰٫۳۵	۱٫۹۱	۱٫۶۴	۰٫۹۹	۱٫۹۶	۰٫۸۷	۲٫۰۲
Gd	۵٫۶۹	۳٫۰۵	۲٫۰۳	۱٫۸۷	۰٫۷۲	۵٫۷۷	۵٫۳۶	۲٫۸۷	۴٫۴۹	۲٫۶۷	۵٫۵
Tb	۰٫۷۸	۰٫۴۵	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۱۷	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۴۶	۰٫۶۰	۰٫۴۲	۰٫۷۷
Dy	۵٫۱۴	۳٫۰۵	۱٫۶۰	۲٫۱۳	۰٫۹۷	۵٫۳۲	۵٫۷۱	۳٫۱۲	۳٫۶۶	۲٫۷۵	۴٫۸۷
Er	۲٫۴۴	۱٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۹	۰٫۱۹	۲٫۶۶	۲٫۹۱	۱٫۴۹	۱٫۳۶	۱٫۴۳	۲٫۳۶
Tm	۰٫۳۷	۰٫۲۳	۰٫۱	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۳۴
Yb	۲٫۸	۱٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۵	۳٫۵	۴٫۸	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۴	۳٫۴
Lu	۰٫۳۴	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳۷	۰٫۴	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۳۵
Ba	۶۱۷	۱۰۳٫۵	۳۵۹	۲۵	۶	۱۴	۳۲	۱۵۳	۹	۱۴۵	۱۲
Rb	۱۲۴	۹۸	۹۵	۳۹	۹۹	۱۹۷	۴۲	۶۶	۴۴	۵۴	۱۲۸
Cd	۱۲	۰٫۷	۰٫۳	۳٫۹	۰٫۱	۱	۰٫۲	۰٫۲	۲٫۱	۰٫۱	۱
Ag	۵٫۱	۶	۰٫۲	۲۴٫۴	۰٫۱	۸	۲	۰٫۳	۱٫۹	۰٫۱	۶
Co	۳٫۴	۲٫۹	۴٫۸	۱۱٫۱	۲٫۳	۸٫۸	۸٫۵	۳٫۷	۸٫۱	۵٫۵	۵٫۸
Cr	۹	۱۳	۳۲	۳۴	۲۲	۹	۸۸	۶	۹	۶	۱۱
Cs	۲٫۱	۳٫۹	۰٫۷	۲٫۶	۰٫۵	۳٫۵	۰٫۵	۸٫۶	۲٫۲	۶٫۳	۸
Hf	۲٫۹۴	۲٫۴۰	۰٫۵۰	۰٫۵۶	۰٫۵۰	۳٫۳۲	۴٫۵۴	۰٫۵۰	۱٫۰۲	۰٫۵۰	۴٫۲۱
Nb	۱۵	۵٫۲	۵٫۱	۱٫۹	۴٫۹	۱۲٫۶	۱۲٫۲	۴٫۸	۳٫۵	۶٫۳	۱۱٫۴
Ni	۴	۳	۷	۱۶	۶	۷	۱۶	۲	۳	۱	۱
Pb	۲۴۳۸	۳۶۵	۲۷	۶۰۷	۸۵	۲۰۱۵	۵۴	۱۹	۲۸۹	۲۰	۷۱۶
Sc	۵٫۶	۳٫۶	۸٫۴	۵٫۳	۸٫۸	۸٫۴	۱۹٫۲	۵٫۹	۲٫۹	۴٫۹	۵٫۴
Sr	۲۳۲٫۲	۱۸۰٫۷	۵۵۷٫۲	۱۹۹	۷۲۵٫۲	۱۶۱٫۸	۲۳۰٫۵	۲۵۱٫۲	۲۳۶٫۴	۲۰۵٫۸	۳۵۵٫۶
Ta	۰٫۸۴	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۷۳	۰٫۶۰	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۴۲	۰٫۴۹
Th	۲۱٫۳۷	۱۰٫۸۹	۵٫۱۵	۱٫۴۸	۲٫۲۳	۲۱٫۷۹	۲٫۷۹	۱٫۳۲	۴٫۴۹	۱٫۳۶	۱۸٫۹۱
U	۱۰٫۵	۲٫۷	۱٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۱۰٫۵۳	۱٫۹	۰٫۱	۱٫۹	۰٫۲	۶٫۸
V	۳۸	۶۶	۱۲۷	۶۷	۱۲۱	۸۱	۲۱۳	۳۰	۳۵	۲۳	۷۸
Y	۲۴٫۵	۱۷٫۱	۷٫۹	۱۱٫۱	۶٫۹	۲۷٫۵	۲۹	۱۶	۱۸٫۹	۱۵٫۴	۲۶
Zr	۱۴۸	۱۲۵	۳۰	۳۱	۲۵	۱۳۹	۲۱۶	۲۶	۶۱	۲۵	۲۱۳

بازالت آندزیتی: بازالت‌های آندزیتی مورد بررسی گسترش چندانی ندارند و در نمونه دستی رنگ آنها سیاه است و بیشتر بافت پورفیری دارند. در بخش بالایی سنگ‌های بازالت آندزیتی، حفره‌هایی دیده می‌شود که به علت خروج گاز ایجاد شده و بیشتر با کوارتز ثانویه پر شده‌اند. در این سنگ‌ها، درشت بلورهای پلاژیوکلاز ، پیروکسن، آمفیبول و کانی‌های کدر وجود دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت شکل‌دارتا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها ماکل‌های تکراری و آلبیت-کارلسباد نشان می‌دهند و گاهی به کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳ الف). آمفیبول از دیگر کانی‌های موجود در برخی از نمونه‌های بازالت آندزیتی است که هم به صورت درشت‌بلور و هم به صورت کانی‌های ریز در زمینه وجود دارد و حدود ۳ درصد از حجم سنگ را شامل می شود. درشت‌بلورهای شکل‌دار آمفیبول به شدت دگرسان شده‌اند و تنها قالب عرضی شش‌گوش آنها بر جای مانده است که با کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. از دیگر درشت‌بلورهای موجود در بازالت‌های آندزیتی می‌توان به پیروکسن (به احتمال بسیار اوژیت) اشاره کرد که حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ب). پیروکسن به صورت بلورهای کوچک نیز در سنگ دیده می‌شود.

آندزیت: آندزیت‌های موجود در منطقه گسترش بسیاری دارند و در سطح تازه، خاکستری تا سبز رنگ و دارای بافت پورفیری

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]

هستند. همچنین انباشت درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ سبب تشکیل بافت گلومروپورفیری شده است (شکل ۳ پ). پلاژیوکلاز از جمله فراوان‌ترین اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌هاست و بیش از ۷۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. این کانی به صورت درشت‌بلور، ریزسنگ و بلورهای کوچک در خمیره سنگ وجود دارد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ماکل تکراری و منطقه-بندی هستند. از دیگر درشت‌بلورهای موجود در سنگ‌های آندزیتی می‌توان به بیوتیت اشاره کرد که حدود ۴ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای اندازه تا ۲ میلی‌متر است. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها (هورنبلند) به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. اندازه بلورهای آمفیبول اغلب حدود ۰/۵ میلی‌متر است، ولی گاهی به حدود ۱/۵ میلیمتر می‌رسد. برخی از آمفیبول‌ها در اثر دگرسانی، به اکسیدهای آهن، کلسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه تبدیل شده‌اند و تنها قالبی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳ ت). بلورهای پیروکسن به صورت درشت‌بلور یا بلورهای ریز در خمیره سنگ با فراوانی حدود ۴ درصد وجود دارند.

داسیت: این سنگ‌ها گسترش کمی در منطقه دارند. کانی‌های آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، کانی‌های تیره و زیرکن هستند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز فراوانترین درشت‌بلورها را دارد، در حالی که فراوانی درشت‌بلورهای کوارتز و کانی‌های تیره کم است. اندازه درشت بلورهای پلاژیوکلاز از ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و در یک زمینه دانه‌ریز قرار دارند. داسیت‌ها بیش از ۴۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز دارند. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب نیمه‌شکل‌دار هستند. در آنها ماکل‌های تکراری و آلبیت-کارلسباد و منطقه‌بندی دیده می‌شود (شکل ۳ ث). بیشتر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی هستند. این بافت می‌تواند بر اثر آمیختگی ماگمایی [۱۳-۱۶]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۱۷-۱۹] و تغییرات فشار بخار آب [۲۰] ایجاد گردد.

کلسیت، کلریت و سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها ناشی شده‌اند. انباشت درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ ایجاد انبوهه بلور و در نتیجه بافت گلومروپورفیری کرده است. کواتز در داسیت‌ها به صورت دانه‌ریز تا دانه‌درشت است و تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه بلورهای درشت کوارتز در این سنگ‌ها ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. برخی بلورهای کوارتز به صورت ناخودشکل بوده و دارای لبه واکنشی از کوارتز و فلدسپار هستند. کوارتزهای با لبه های خلیج‌مانند نیز دیده می‌شوند (شکل ۳ ج). مقدار کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها کم است و شامل کانی‌های تیره، آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی از سنگ‌های داسیتی مورد بررسی، بلورهای آمفیبول از لبه (شکل ۳ چ) و گاهی به طور کامل به اکسیدهای آهن و تیتانیم تبدیل شده‌اند. لبه سوخته بلورهای آمفیبول ناشی از اکسید شدن این کانی و تبدیل آن به اکسیدهای آهن و تیتانیم و پلاژیوکلاز [۲۱، ۲۲] هستند. به فرایند تبدیل شدن آمفیبول به اکسیدهای آهن و تیتانیم، کدر شدن می‌گویند. فرایند کدر شدن آمفیبول‌ها می‌تواند ناشی از کاهش فشار بخار آب [۲۱، ۲۲]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳]، هضم [۲۴] و یا آمیختگی ماگمایی [۱۵، ۲۵- ۲۹] باشد.

ریولیت: فراوانی این سنگ در منطقه مورد بررسی کم است و به صورت کوه‌های کم ارتفاع در منطقه دیده می‌شوند. از دید سنگ‌نگاری، ریولیت‌ها دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (حدود ۱۵ درصد)، فلدسپار پتاسیم (حدود ۴ درصد)، کوارتز (حدود ۸ درصد) و بیوتیت (حدود ۵ درصد) در زمینه‌ای ریزبلور شامل همین کانی‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل‌های تکراری، آلبیت- کارلسباد و منطقه‌بندی هستند. اندازه آن‌ها از ۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و گاه دارای لبه‌های دگرگون شده هستند. پلاژیوکلازها در اثر محلول‌های گرمابی، در راستای رخ‌ها با شدت‌های متفاوت دگرسان شده و بیشتر به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ح). کوارتز از دیگر کانی‌های موجود در ریولیت‌ها بوده که از بلورهای ریز تا بلورهای درشت تشکیل شده است. بلورهای درشت کوارتز به صورت نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل هستند و اندازه آن‌ها تا حدود ۳ میلی‌متر است. برخی درشت‌بلورهای کوارتز خوردگی خلیجی دارند. خوردگی خلیج‌مانند ممکن است بر اثر کاهش فشار طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین به وجود آید [۱۷]. به طور کلی، عوامل مختلفی برای ایجاد خوردگی خلیج‌مانند در کوارتز بیان شده‌اند [۲۴، ۳۰]؛ ۱) کاهش فشار ناشی از بالا آمدن ماگما موجب افزایش فشار بخار آب نسبت به فشار کل و تغییر موقعیت همگذاری کوارتز- ارتوز-آلبیت می‌شود. بر اثر این تغییرات کوارتز ناپایدار شده و تحلیل می‌یابد. ۲) اکسایش گازی در نزدیکی سطح زمین، دمای ماگما را افزایش داده و زمینه انحلال درشت‌بلورهای کوارتز از پیش تشکیل شده را فراهم می‌کند.

۳) بر اثر آمیختگی ماگمایی، درشت‌بلورهای کوارتز از پیش تشکیل شده با قرارگیری در ماگمای با دمای بالاتر (برای نمونه ماگمای بازی) ناپایدار گردیده و تحلیل می‌روند. ۴) خروج حباب‌های گاز از پیرامون درشت‌بلورها (به ویژه در محل تماس حباب با سطح بلور) موجب جریان آشفته در سیال گردیده و سبب انحلال سریع و ایجاد حفره در آن‌ها می‌شود. ۵) تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییر فشار نیز عامل دیگری برای ایجاد خوردگی خلیج مانند در کوارتز مطرح شده است.

بیوتیت از دیگر درشت‌بلورهای موجود در ریولیت‌هاست که حدود ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه بلورهای بیوتیت ۱ تا ۲ میلی‌متر است و شماری از بیوتیت‌ها خمیده و شکسته هستند (شکل ۳ خ)؛ این تغییر شکل‌ها ناشی از فشار و تنش است [۳۱]. همچنین برخی از بیوتیت‌ها دارای لبه‌های تحلیل یافته هستند و اغلب کدر شده‌اند. کدر شدن بیوتیت به احتمال بسیار ناشی از کاهش فشار بخار آب [۲۲]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳]، هضم [۲۴] و یا آمیختگی ماگمایی [۲۸،۱۵] است.

دایک‌های موجود در منطقه دارای ترکیب آندزیتی و بافت تراکیتی پورفیری هستند. درشت‌بلورهای موجود در دایک‌ها شامل پلاژیوکلاز (۱۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۵ درصد)، آمفیبول (۳ درصد) و کانی‌های کدر (۳ درصد) هستند که در خمیره‌ای از همین کانی‌ها قرار دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تا حدی به کلسیت دگرسان شده‌اند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. اندازه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تا حدود ۳ میلی‌متر است. بلورهای کلینوپیروکسن نیز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه تا ۳ میلی‌متر هستند. بلورهای کلینوپیروکسن گاه دگرسان شده و از لبه و در راستای رخ‌ها توسط اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. آمفیبول‌ها نیز بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آن‌ها تا ۲ میلی‌متر است. درشت‌بلورهای آمفیبول گاه به کلریت، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و گاهی به صورت گروهی انباشته شده‌اند.

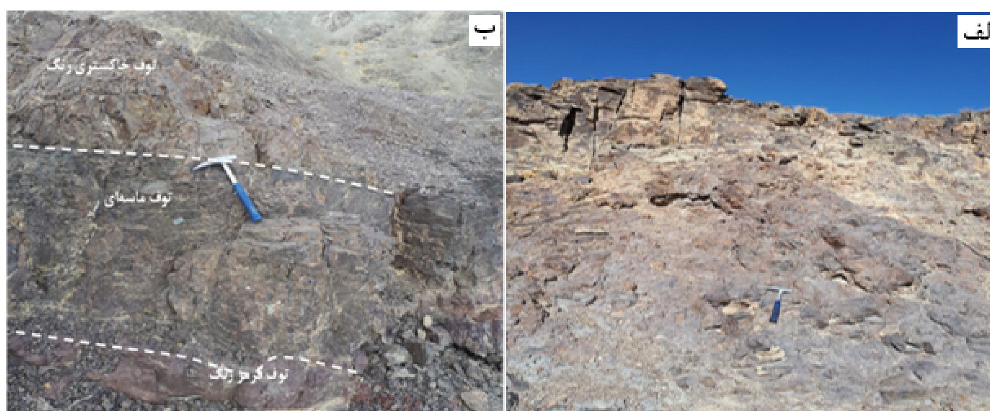
به طور کلی، حضور بافت غربالی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز به همراه خوردگی خلیجی کوارتز و کدر شدن آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نشانگر شرایط ناتعادلی در زمان تبلور این سنگ‌هاست و عواملی چون آمیختگی ماگمایی، تغییر در دما، فشار و ترکیب شیمیایی می‌تواند این شرایط را فراهم آورد [۱۶، ۲۱، ۳۲، ۳۳].

سنگ‌های آذرآواری: سنگ‌های آذرآواری مورد بررسی شامل آگلومرا و انواع مختلف توف‌ها هستند. آگلومرا در منطقه مورد بررسی گسترش کمی دارد و دارای قطعه های آتشفشانی گرد شده تا نیمه‌گردشده چند میلی‌متری تا چند سانتی‌متری (اغلب کوچکتر از ۱۰ سانتی‌متر) است (شکل ۴ الف). ترکیب سنگ-شناسی قطعه‌های موجود در آگلومرا بیشتر از نوع آندزیتی تا داسیتی است. بیشتر و پرگسترش‌ترین واحد آذرآواری در منطقه کاریک توف است. انواع مختلف توف به رنگ‌های خاکستری، خاکستری تیره و قرمز در این منطقه برونزد دارند (شکل ۴ ب). توف‌های مورد بررسی شامل توف خاکستر، توف بلورین، توف خرده‌سنگی و توف خرده‌سنگی بلورین هستند. کانی‌های رایج در توف‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند. در توف‌های موجود در منطقه آثار مالاکیت نیز دیده می‌شود.

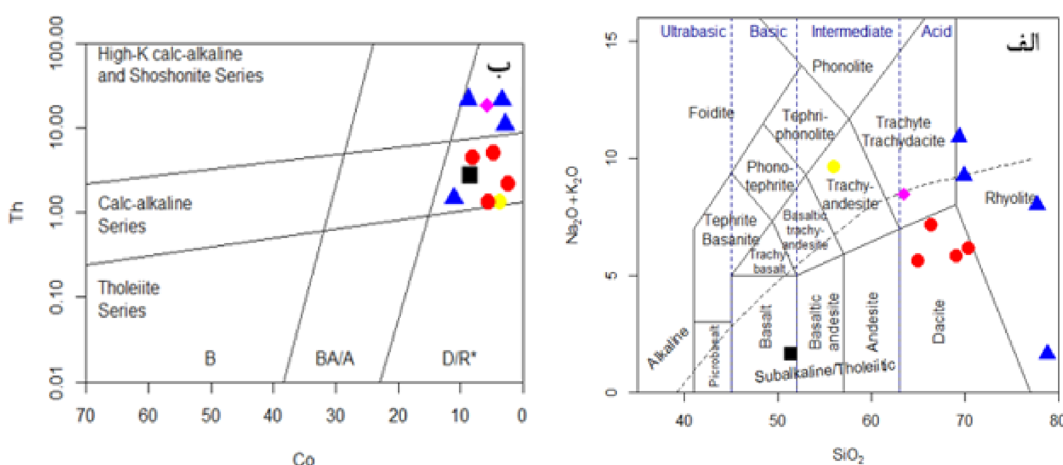
زمین‌شیمی

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، بر اساس نمودار مرجع [۳۴] در گستره‌های بازالت (نمونه مورد نظر چسبیده به مرز گستره بازالت آندزیتی قرار دارد و با توجه به حضور هورنبلند همراه با کلینوپیروکسن، بازالت آندزیتی در نظر گرفته شد)، تراکی‌آندزیت، داسیت، تراکی‌داسیت و ریولیت واقع هستند (شکل ۵ الف). سری ماگمایی برای تشخیص ارتباط نظام‌های زمین‌ساختی مختلف و مدل‌سازی رویدادهای زمین‌ساختی بسیار مفید است [۳۵]. بنابر این برای تعیین سری ماگمایی، نمودارهای مختلفی بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر غیرمتحرک ارائه شده‌اند. در این پژوهش برای تعیین سری ماگمایی از نمودار Th-Co [۳۶] استفاده شد. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی براساس این نمودار در گستره آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا واقع هستند (شکل ۵ ب). همچنین نمونه‌های اسیدی منطقه مورد بررسی بر اساس درجه اشباع‌شدگی آلومین در نمودارهای A/NK نسبت به A/CNK [۳۷]، در گستره متاآلومین تا پرآلومین جای دارند (شکل ۶ الف). البته حضور کانی‌های مافیک (شامل آمفیبول و بیوتیت) و نیز نبود کانی‌های مشخصه گرانیت‌های پر قلیایی و پرآلومین دلیلی بر متاآلومین بودن سنگ‌های اسیدی مورد بررسی است. قرارگیری تعداد کمی از نمونه‌ها در گستره پرآلومین را می‌توان به دگرسانی سریسیتی فلدسپارها نسبت داد، زیرا این دگرسانی سبب افزایش درجه اشباع‌شدگی آلومین می‌شود [۳۸، ۳۹].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]



شکل ۴ الف- نمایی از آگلومراهای موجود در منطقه کاریک، ب) نمای نزدیک از توالی سنگ‌های توفی در منطقه مورد بررسی.



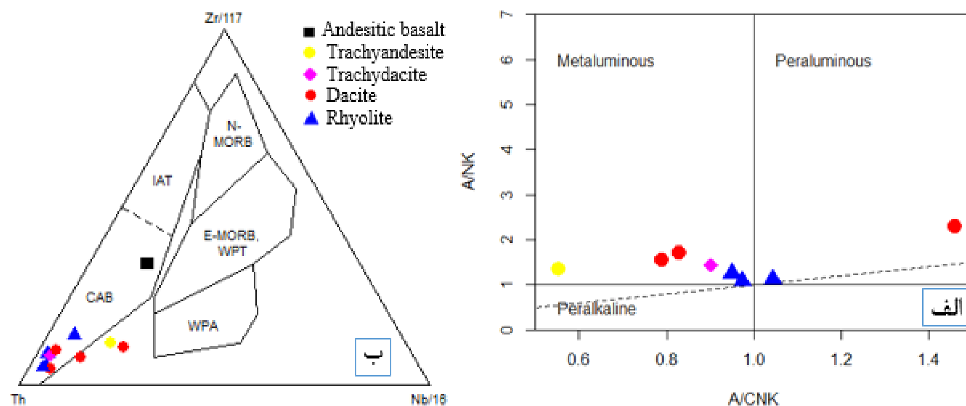
شکل ۵ الف) نمودار نامگذاری TAS [۳۴] و موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بر آن. ب) نمودار Co-Th [۳۶] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند. نشانه و نام سنگ‌ها در شکل ب مانند شکل الف است.

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین می‌توان از نمودارهای مختلف استفاده نمود. نمونه‌های برگزیده سنگ-های آتشفشانی مورد بررسی در نمودار مثلثی تفکیک انواع بازالت‌ها و سنگ‌های جدایش یافته حد واسط تا اسیدی [۴۰] جایابی شدند. در این نمودار، گستره‌ها عبارتند از تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های آهکی قلیایی کمان آتشفشانی (CAB)، تولئیت‌های درون صفحه‌ای (WPT)، بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای (WPA)، بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی (N-MORB) و بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی (EMORB). نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار بیشتر در گستره بازالت‌های آهکی قلیایی کمان آتشفشانی و یا نزدیک به این گستره قرار دارند (شکل ۶ ب). افزون بر این، برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای TiO_2-Al_2O_3 و Y-Zr [۴۱] جایابی شدند (شکل ۷). براساس این نمودارها، همه نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آذرین وابسته با کمان ماگمایی قرار دارند.

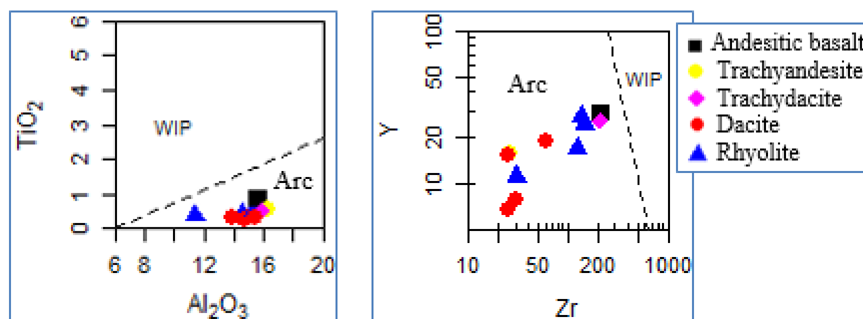
در نمودار چندعنصری بهنجار شده به کندریت، فراوانی عناصر در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به فراوانی آنها در متئوریت‌های کندریتی [۴۲] بهنجار شده‌اند (شکل ۸ الف). در این نمودار، عناصر Nb، Ta، Sr، P و Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی P بدلیل تبلور بخشی آپاتیت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. ناهنجاری مثبت ضعیف P در یکی از نمونه‌ها به دلیل فراوانی بیشتر کانی آپاتیت به عنوان کانی فرعی در این نمونه است. ناهنجاری منفی Ti نیز توسط کانی‌های تیتانیم‌دار مانند اسفن و کانی‌های دیگر چون آمفیبول‌ها، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود [۴۳]. ناهنجاری منفی Sr ناشی از عملکرد فرآیند تبلور جدایشی کانی پلاژیوکلاز است. ناهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]

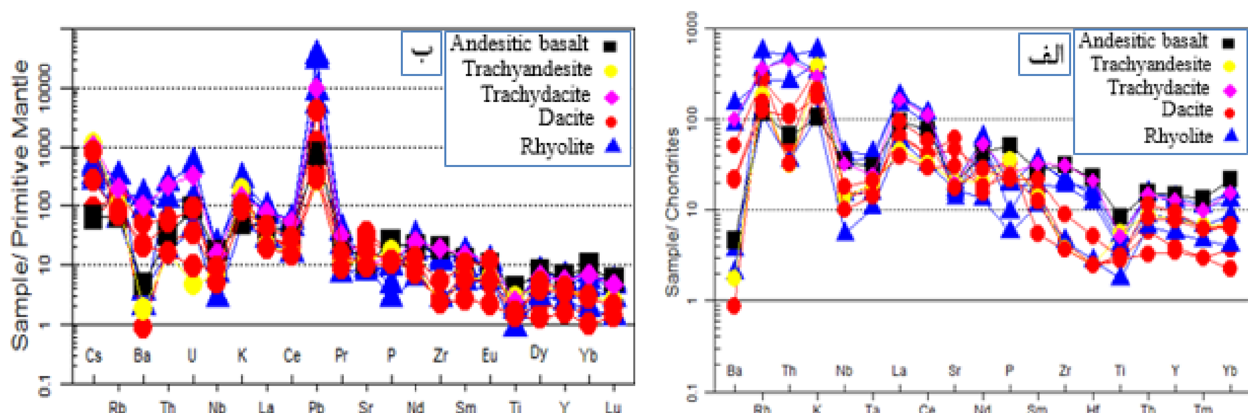
فرآیندهای ماگمایی باشد. کمبود عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون P، Nb، Ta و Ti که در نمونه‌های مورد بررسی آشکارا دیده می‌شود، به عوامل گوناگون نسبت داده می‌شود که عبارتند از: ۱- ماگماهای برآمده از یک گوشته دگرنهاده در منطقه فرورانش و بطور کلی فعالیت ماگمایی وابسته به فرآیند فرورانش [۴۴-۴۶]. ۲- پایین بودن مقادیر HFSEها که از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های پوسته قاره‌ای بوده و ناهنجاری منفی آنها در سنگ‌های آذرین تاییدی بر شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است [۳۵] و ۳- کمبود عناصر اشاره شده در سنگ‌های آذرین که نشانه فقر آنها در خاستگاه و همچنین پایداری فازهای شامل این عناصر طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش [۴۷] است.



شکل ۶ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۷] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند. ب) نمودار مثلثی Zr-Nb-Th [۴۰] برای تفکیک انواع بازالت‌ها و مشتقات جدایش یافته آنها که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند.



شکل ۷ نمودارهای TiO_2-Al_2O_3 و Y-Zr برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک [۴۱].



شکل ۸ الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های مورد بررسی. (داده های بهنجارسازی از مرجع [۴۲] هستند). ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد بررسی. (داده های بهنجارسازی برگرفته از مرجع [۴۸] هستند).

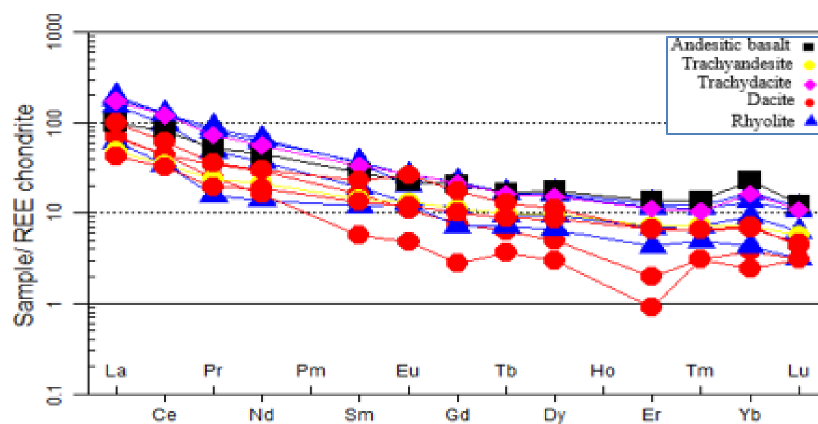
در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه فراوانی عناصر در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به فراوانی آنها در گوشته اولیه [۴۸] بهنجار شده‌اند (شکل ۸ ب). در این نمودار نیز مانند نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از HFSEها دیده می‌شود. ناهنجاری منفی در عناصر Ti، P، Nb و Zr در بیشتر سنگ‌های مورد بررسی نمایان است. چنان که اشاره شد، ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش است. در این نمودار، ناهنجاری مثبت عنصر سرب بسیار مشخص است. ناهنجاری مثبت Pb می‌تواند بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های منطقه باشد [۴۹، ۵۰]. آلایش پوسته‌ای ممکن است بر اثر هضم، آمیختگی ماگمایی و یا عملکرد هر دو فرایند رخ داده باشد.

الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۵۱] برای سنگ‌های آذرین مورد بررسی در شکل ۹ نشان داده شده است. چنان که دیده می شود، سنگ‌های آذرین مورد بررسی دارای یک الگوی به نسبت هموار با تقعر ملایم به سمت پایین بوده و غنی‌شدگی مشخص عناصر خاکی نادر سبک (LREE)ها نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها هستند. همچنین در برخی از نمونه‌ها، ناهنجاری منفی ضعیف Eu دیده می‌شود. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی [۴۶]، بالا بودن مقدار LREEها در سنگ خاستگاه [۳۵] و یا جدایش ماگمایی [۴۶] باشد. ناهنجاری Eu اغلب با فلدسپات‌ها (به ویژه در ماگماهای اسیدی) کنترل می‌شود، زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به صورت سازگار رفتار می‌کند، در حالیکه سایر عناصر خاکی نادر سه ظرفیتی هستند و در فلدسپارها به صورت ناسازگار عمل می‌کنند. بنابر این، جدایش فلدسپات‌ها چه در اثر جدایش بلوری و چه به علت ذوب‌بخشی که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. به اعتقاد ویلسون [۴۶]، اگر ناهنجاری منفی Eu همراه با ناهنجاری منفی Sr باشد، جدایش پلاژیوکلاز عامل بوجود آمدن ناهنجاری منفی Eu است. با توجه به وجود ناهنجاری منفی Sr در برخی از نمونه‌های مورد بررسی، می‌توان نتیجه گرفت که جدایش پلاژیوکلاز موجب تشکیل ناهنجاری منفی Eu در این سنگ‌ها شده است.

بحث

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین منطقه کاریک شامل جریان‌های گدازه (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت)، دایک‌های آندزیتی و سنگ‌های آذراواری (توف و آگلومرا) هستند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها پورفیری و جریانی هستند. درشت‌بلورهای موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. برخی درشت‌بلورهای هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی بویژه از لبه کدر شده و به اکسیدهای آهن تیتانم تبدیل شده‌اند. کدر شدن بلورهای هورنبلند و بیوتیت ممکن است بر اثر آمیختگی ماگمایی [۲۸،۱۵]، هضم [۲۴]، افت فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳] و یا کاهش فشار بخار آب [۲۲] رخ داده باشد. فراوانترین‌کانی موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، پلاژیوکلاز است که به دو صورت بلورهای ریز و درشت‌بلورهای اغلب نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. این بلورها اغلب دارای ماکل تکراری، منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی هستند. فرایندهای مختلفی چون آمیختگی ماگمایی [۲۵-۲۷، ۵۲، ۵۳]، صعود سریع ماگما [۱۷، ۱۹، ۲۳]، هضم [۲۴] و تغییرات فشار بخار آب [۲۰] می‌توانند سبب شکل‌گیری بافت غربالی در پلاژیوکلاز شوند.

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای سرشت آهکی قلیایی و بیشتر متاآلومین هستند و گستره ترکیب شیمیایی آنها از بازیک (بازالت آندزیتی) تا اسیدی (ریولیت) متغیر است. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بصورت زیگ‌زاگ بوده و دارای تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا چون Nb، Ta، P و Ti هستند. تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش است [۵۴]. همچنین، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نشان دهنده مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی [۴۵، ۵۵-۵۸] و یا فقر این عناصر در خاستگاه [۴۷] باشد. ناهنجاری منفی ضعیف Eu دیده شده در برخی نمونه‌ها می‌تواند بدلیل عملکرد فرایند تبلور جدایشی کانی پلاژیوکلاز [۳۵، ۴۶، ۵۹] و یا ناشی از شکل گرفتن ماگمای این مجموعه از یک گوشته پلاژیوکلازدار باشد [۴۶]. افزون بر این، ناهنجاری مثبت سرب در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بسیار شاخص است. ناهنجاری مثبت شدید Pb می‌تواند ناشی از دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۵۰،۴۹]. آلایش با مواد پوسته‌ای ممکن است ناشی از هضم سنگ‌های پوسته قاره‌ای و یا آمیختگی ماگمای پوسته‌ای با ماگمای گوشته‌ای باشد [۱۶، ۲۵- ۲۷، ۵۲].



شکل ۹ الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت [۵۱] بهنجار شده‌اند.

الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به نسبت هموار و با کمی تعقر به سمت پایین و دارای غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEهاست. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها می‌تواند به‌دلیل درجه پایین ذوب‌بخشی [۴۶]، فراوانی LREEها در خاستگاه [۳۵، ۴۶]، آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای [۵۰]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ خاستگاه [۶۰] و یا ناشی از جدایش ماگمایی باشد [۴۶]. درجه پایین ذوب بخشی و فراوانی LREEها در خاستگاه به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها هستند. افزون بر این، بالا بودن مقدار LREEها نسبت به HREEها از ویژگی‌های سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش کرانه فعال قاره است [۳۳، ۴۶، ۶۱].

بر اساس شواهد زمین شیمیایی، ماگمای ایجاد کننده سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به احتمال بسیار بر آمده از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده توسط سیال‌های آزاد شده از پهنه بنیوف بوده و سپس طی عبور یا شاید توقف در پوسته آلایش یافته است. چنان که اشاره شد، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردویه) هستند. این پهنه آتشفشانی به طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر از ارومیه تا بزمان و به عرض میانگین حدود ۱۰۰ کیلومتر موازی با گسل زاگرس و در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری از آن واقع است. پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر بیشتر دارای ویژگی‌های یک کمان ماگمایی کرانه فعال قاره بوده و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که برآمده از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس و سپس برخورد بین صفحه عربی و صفحه ایران مرکزی است [۱، ۶۲، ۶۳]. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، برخورد این دو صفحه در ائوسن پسین- میوسن پایان یافته، ولی فعالیت ماگمایی پس از میوسن و حتی تا کواترنری به صورت فعالیت ماگمایی پس از برخورد ادامه داشته است [۱، ۱۰، ۶۴].

با توجه به شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک در نتیجه فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی ایجاد شده‌اند. فرایند فرورانش با آزادسازی آب و مواد فرار از سنگ کره فرورانش کننده همراه بوده که موجب دگرنهادی گوه گوشته‌ای بالای پهنه بنیوف و ذوب بخشی آن شده است. سرانجام، ماگمای ناشی از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده طی عبور و یا به احتمال بسیار توقف در پوسته با مواد پوسته‌ای آلایش یافته است.

برداشت

منطقه کاریک در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و نوار آتشفشانی دهج-ساردوییه واقع است. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن شامل جریان‌های گدازه (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت)، دایک‌های آندزیتی و سنگ‌های آذراواری (توف و آگلومرا) رخنمون دارند. بافت‌های پورفیری و جریانی از جمله بافت‌های غالب در این سنگ‌ها هستند. درشت‌بلورهای موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. برخی درشت‌بلورهای هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی بویژه از لبه کدر شده و به اکسیدهای آهن تیتانم تبدیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای سرشت آهکی قلیایی و بیشتر متاآلومین هستند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک دارای قله‌ها و دره‌های متعددی هستند و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb، Ta، P و Ti نشان می‌دهند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]

تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش است. همچنین، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نشان دهنده مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی و یا فقر این عناصر در خاستگاه باشد. ناهنجاری مثبت سرب در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بسیار قابل توجه است. ناهنجاری مثبت شدید Pb ناشی از دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی است. الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به نسبت هموار و با کمی تعقر به سمت پایین بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین هستند. درجه پایین ذوب‌بخشی و فراوانی LREEها در خاستگاه از عوامل اصلی غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در سنگ‌های آذرین هستند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در یک کمان فعال کرانه قاره و بر اثر فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی شکل گرفته‌اند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی شرکت ملی صنایع مس ایران (مجتمع مس شهر بابک) و دانشگاه زنجان انجام شده است. از این رو، نویسندگان از مسئولین محترم شرکت ملی صنایع مس ایران (مجتمع مس شهر بابک) و مسئولین محترم دانشگاه زنجان قدردانی می‌نمایند. همچنین از داوران محترم که با نظرات ارزنده خود موجب غنای این مقاله شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌گردد.

مراجع

[1] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210–265.
[2] Shahabpour J., *"Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt"*, Journal of Asian Earth Sciences, 30 (2007) 652-665.
[3] Moradian A., *"Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid-bearing rocks in the Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran"*, PhD thesis, University of Wollongong, New South Wales, Australia, (1997).
[4] Amidi S.M., *"Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central)"*, Stratigraphie et petrologie. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1977).
[5] Aftabi A., Atapour H., *"Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran"*, Episodes, 23 (2000) 119-125.
[6] Torabi Gh., *"Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, western Yazdprovince, Iran)"*, Turkish Journal of Earth Sciences 18 (2009) 583-613.
[7] Ebrahimi M., Esmaeili R., Aouizerat A., *"New geodynamical model for regional Tertiary extension during the Zagros orogeny: A transtensional arc?"*, Iranian Journal of Earth Sciences, 9(2) (2017) 115-120.
[8] Dimitrijevic M.I., *"Geology of Shar-e-Babak region"*, Institute for Geological and Mining Exploration and Institution of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd-Yugoslavia, Report Yu/52, (1973).
[9] Dimitrijevic M.I., Dimitrijevic M.D., Djokovic, M. *" Shar-e-Babak 1:100000 Geologic map"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1971).
[10] Hassanzadeh J., *"Metallogenic and tectono-magmatic events in SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr-Babak, Kerman province)"*, Ph.D thesis, University of California, (1993) 204 p.
[11] Shafiei B., *"Exploration assessment and geodynamic model for the Kerman Cu metallogenic belt"*, Ph.D. thesis, Kerman Shahid Bahonar University, (1387) (in Persian).
[12] Taghipur N., *"Application of isotopic and fluid inclusion geochemistry in as an exploration index in the Meiduk copper mine, Shahr-e-Babak"*, (1386) (in Persian).
[13] Hibbard M.J., *"The magma mixing origin of mantled feldspars"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 76 (1981) 158–170.
[14] Kuscu G.G., Floyd P.A., *"Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics"*, Lithos, 56(2) (2001) 207–230.
[15] Raymond L.A., *"The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks"*, McGraw-Hill, (2002) 720 p.
[16] Kawabata H., Shuto K., *"Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140(4) (2005) 241-271.
[17] Nelson S.T., Montana A., *"Sieve textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression"*, American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.
[18] Tsuchiyama A., *"Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in*

[32] Plechov P.Y., Tsai A.E., Shcherbakov V.D., Dirksen O.V., *"Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano Andesites (March 30, 1956 Eruption) ",* Petrology, 16(1) (2008) 19-35.

[33] Gill J.B., *"Orogenic andesites and plate tectonics",* Springer-Verlag, Berlin, (1981) 358 pp.

[34] Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B., nd IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram",* Journal of Petrology, 27(3) (1986) 745-750.

[35] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation",* New York, John Wiley and Sons, (1993) 352 pp.

[36] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., *"Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram",* Journal of Petrology, 48 (2007) 2341-2357.

[37] Shand S.J., *"Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite",* No. 552.1 S43 (1943).

[38] Dargahi S., *"Miocene post collisional magmatism in Sarcheshmeh–Shahr-e-Babak area, northeast of Kerman: isotopic data, petrogenetic interpretation and geodynamic model for granitoid intrusions and the role of adakitic magmatism in Cu mineralization",* Ph.D. thesis, Kerman Shahid Bahonar University, (1386) 311 pp. (in Persian).

[39] Lang J.R., *"Isotopic and geochemical characteristics of Laramid igneous rocks in Arizona",* Ph.D. thesis, University of Arizona (1991) 20 pp.

[40] Wood D.A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province",* Earth and planetary science letters, 50(1) (1980) 11-30.

[41] Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study", Mineralogy and Petrology, 46(4) (1992) 259-289.

[42] Thompson R.N., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province",* Scottish Journal of Geology, 18(1) (1982) 49-107.

[43] Glenn A.G., *"The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 147 (2004) 511-527.

andesites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 89 (1985) 1-16.

[19] Stormer J.C., *"Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field northeastern New Mexico",* Geologic. Soci. America. Bull., 83 (1972) 3299–3322.

[20] Renjith M.L., *"Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcanoe: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone",* Geoscience Frontiers, 5 (2014) 113-126.

[21] Best M.G., Christiansen E.H., *"Igneous petrology",* Blackwell, (2001) 458 pp.

[22] Best M.G., *"Igneous and metamorphic petrology",* Blackwell Science, (2003) 729 pp.

[23] Stephen T., Nelson A.M., *"Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression",* American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.

[24] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope",* Chapman and Hall, (1993) 445 p.

[25] Ruprecht P., Bergantz G.W., Cooper K.M., Hildreth W., *"The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity",* Journal of Petrology, 53(4) (2012) 801–840.

[26] Browne B.L., Eichelberger J.C., Patino L.C., Vogel T.A., Uto K., Hoshizumi H., *"Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan",* Journal of volcanology and geothermal research, 154(1) (2006) 103-116.

[27] Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S.J., *"Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning",* Journal of Petrology, 47(12) (2006) 2303-2334.

[28] Feely T. C., Sharp I. D., *"Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers",* Geology, 24 (1996) 1021-1024.

[29] Rutherford M.J., Hill P.M., *"Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions",* Journal of Geophysical Research, 98 (1993) 19667-19685.

[30] Donaldson C.H., Henderson C.M.B., *"A new interpretation of round embayment quartz crystals",* Mineralogical Magazine, 52 (1988) 27-33.

[31] Vernon R. H., *"A Practical Guide to Rock Microstucture",* Cambridge University Press, Cambridge, (2004) 336 pp.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.2.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.733]

and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction?", Chemical Geology, 266(3-4) (2009) 364-389.

[55] Leeman W.P., Sisson V.B., *"Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes",* Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 33(1) (1996) 645-707.

[56] Dostal J., Church B.N., Reynolds P.H., Hopkinson L., *"Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): Transition from arc to extensional volcanism",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 170(1-3) (2001) 149-170.

[57] Nagudi N.O., Koberl C.H., Kurat G., *"Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin",* Journal of African Earth Sciences, 35 (2003) 51-59.

[58] Shang G.K., Satir M., Siebel W., Nasifa E.N., Taubuld H., Liegeoise J.P., Tchoua F.M., *"Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: Case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon",* Journal of African Earth Sciences, 40(1-2) (2004) 61-79.

[59] Barnes S.J., Acterberg E., Makovicky E., Li, C., *"Proton probe results for partitioning of platinum group elements between mono-sulphide solid solution and sulphide liquid",* South African Journal of Geology, 104 (2001) 337-351.

[60] Zhou L., Mab C., She Z., *"An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints",* Geoscience Frontiers, 3(5) (2012) 635-646.

[61] Pearce J. A., *"Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.In: continental basalts and mantle xenoliths. Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds)",* Nantwich: Shiva, (1983) 230-249.

[62] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences, 21(4) (2003) 397-412.

[63] Alavi M., *"Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran",* Geological Society of America Bulletin, 103 (1391) 983-992.

[64] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2005) 683-693.

[44] Temizel İ., Arslan M.E.H.M.E.T., *"Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Likizce (ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc",* Journal of Asian Earth Scicencs, 31(4-6) (2008) 439-463.

[45] Kuster D., Harms U., *"Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: A review",* Lithos, 45 (1988) 177-195.

[46] Wilson M., *"Igneous petrogenesis: A global tectonic approach"*, Unwin Hyman Ltd, (1989) 466 pp.

[47] Wu F., Jahnb B., Wildec S.A., Lod C.H., Yuie T.F., Lina Q., Gea W., Suna D., *"Highly fractionated I-type granites in NE China: Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic",* Lithos 67(3-4) (2003) 191-204.

[48] Sun S.S., Mc Donough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.), magmatism in the ocean basins"*, Geological Society of London, Special Publications, 42 (1989) 313-345.

[49] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "*Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 144 (2002) 38-56.

[50] Srivastava R.K., Singh R.K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism",* Journal of Asian Earth Sciences, 23 (2004) 373-389.

[51] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies",* Developments in Geochemistry, 2 (1984) 63-114.

[52] Kurum S., Onal A., Boztug D., Sper T., Arslan M., *"Ar^{40}/Ar^{39} age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya province), eastern Anatolia, Turkey",* Journal of Asian Earth Scicencs, 33 (2008) 229-251.

[53] Temizel I., *"Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of coeval mafic and felsic magma interactions",* Mineralogy and Petrology, 108(3) (2014) 353-370.

[54] Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W., Zhao G., Zhang L., Wong K., Wu F., *"Geochemical, Sr–Nd*